

東シナ海における海面熱収支の季節変化*

石井 哲雄** 近藤 純正***

要 旨

東シナ海およびその周辺海域における熱収支の季節変化を調べた。冬は顕熱、潜熱とも南西諸島近海で最も大きく、海面からの熱放出は主として潜熱によることがわかった。冬の日射量は雲量の少ない台湾南方と、黄海で大きく、雲量の多い南西諸島近海では小さい。夏の日射量は、場所による違いが顕著ではない。海面における日射と長波放射、顕熱、潜熱の各フラックスより求めた大気海洋間の正味の熱輸送は年平均では上向きで、海は大気へ熱を失っている。この不足分を補うため、周辺の花から、東シナ海と黄海へ、エネルギーの流入があるはずで、その熱流入量を見積もったところ、年間平均値で $7.4 \times 10^{13} \text{ W}$ を得た。これは単位面積当たりに換算すれば 58 Wm^{-2} に相当する。

1. はしがき

冬季の東シナ海およびその周辺海域では、大陸からの寒冷乾燥気団が海から顕熱や潜熱の補給を受けて、急激に高温湿潤気団へと変質する。この海域での気団変質過程を調べるため、AMTEX の観測が1974、1975年の両年の2月に実施され、海から大気への熱輸送に関してバルク法を用いた解析が行われた (Kondo, 1976)。

2月のこの海域では海洋中の熱輸送による海の熱流束の収束が大きく、これが大気へ多量の顕熱、潜熱フラックスとして輸送され、気団変質を行っていることが示された。しかし海洋が運ぶ熱の役割を正しく理解するためには、熱収支各項の季節変化を知る必要がある。本研究では、海面における熱収支の季節変化を気候資料および船舶資料を用いて解析する。

従来、海面における熱収支の計算を行う際、気温や風速の気候平均値だけを使用したものが多く、これらは必ずしも正確とは言えない (Kondo, 1972; 1976)。そこで本研究では以下に示すような方法を用いて、より正確な評価を行う。用いたデータは北太平洋海洋気候表10年間と船舶データ (船舶気象観測資料) 3か年間である。

2. 解析方法

2.1 大気から海へ輸送される正味の熱フラックス Q は

$$Q = R_n - (H + LE) \quad (1)$$

で表される。ただし、 H は海から大気への顕熱フラックス、 LE は海から大気への潜熱フラックス、 R_n は大気から海への正味の放射フラックスで、

$$R_n = (1 - A) S_0 (1 - \epsilon) (\sigma T_s^4 - L_0) \quad (2)$$

と表される。

ここで、 S_0 、 L_0 はそれぞれ、大気中の下向き短波、および長波放射のフラックス、 ϵ は海面の赤外放射に対する射出率 ($\epsilon = 0.96$ を使用)、 A は海面のアルベード ($A = 0.06$ を使用)、 σ はステファン・ボルツマン定数、 T_s は海面水温を表す。

本解析では、海上気象資料に基づき、(1) 式と (2) 式の右辺各項の気候値を算定し、 Q の値は残差として評価する。なお、計算は、各月について $2^\circ \times 2^\circ$ のメッシュ毎に、2.2以下で述べる方法に従って行う。用いた海上気象資料は北太平洋海洋気候表10年報 (1961~1970) の月平均値である。ただし H や LE の評価の際は、日別値も用いている。

2.2 海から大気への顕熱、潜熱フラックスの算定

H および LE は、バルク公式

$$H = c_p \rho C_H (T_s - T_a) u \quad (3)$$

$$LE = l \rho C_E (q_s - q_a) u \quad (4)$$

を用いて算定する。ここに c_p は空気の定圧比熱、 ρ は

* Seasonal variation of the heat balance of the East China Sea.

** Tetuo Ishii, 麻布大学教養部.

*** Junsei Kondo, 東北大学理学部.

——1987年1月29日受領——

——1987年6月17日受理——

空気の密度, T は海面上約 10m の高さにおける気温, q_s と q は, それぞれ海面水温 T_s での飽和比湿と海上での比湿, U は海面上約 10 m の高さでの風速, l は単位質量あたりの水の蒸発の潜熱である. また C_H と C_E は非中立時の顕熱および潜熱に対するバルク輸送係数で, Kondo (1975) による値を用いた. このバルク係数は, 大気不安定度による効果および海面粗度の風速による変化が考慮されている. しかし, 気象要素の月平均値を (3), (4) にそのまま適用すれば, 誤差が大きくなることもあるので, (Kondo, 1972; 1976), 次の方法で短時間(日平均程度)の変動に伴う寄与も考慮した. 月平均値を $(\bar{\quad})$ で, それからの偏差を $(\quad)'$ で表すと,

$$T_s = \bar{T}_s + T'_s \quad (5)$$

$$T = \bar{T} + T' \quad (6)$$

$$u = \bar{u} + u' \quad (7)$$

であるので, (3) より

$$H = c_p \rho C_H (\bar{T}_s - \bar{T}) \bar{u} + c_p \rho C_H (\bar{T}_s - \bar{T}) u' + c_p \rho C_H (T_s - T) \bar{u}' + c_p \rho C_H (T_s - T) u' \quad (8)$$

となる. なおここで, c_p, ρ, C_H の月間値を一定とすれば, $\bar{u}' = 0, (\bar{T}_s - \bar{T}) = 0$ だから,

$$\bar{H} = c_p \rho C_H (\bar{T}_s - \bar{T}) \bar{u} + c_p \rho C_H (\bar{T}_s - \bar{T}) \bar{u}' \quad (9)$$

を得る.

同様にして,

$$\bar{E} = l \rho C_E (\bar{q}_s - \bar{q}) \bar{u} + l \rho C_E (\bar{q}_s - \bar{q}) \bar{u}' \quad (10)$$

となる.

(9), (10) の右辺第項は気象要素の月平均値のみで計算したフラックスを表す. 第2項を無視すると20%程度の誤差を, 時には100%程度の誤差を生むことがある.

$\bar{T}_s, \bar{T}, \bar{q}_s, \bar{q}, \bar{u}$ は北太平洋海洋気候表10年報(1961~1970)を用いる. 「偏差」による寄与は日々の船舶データ(船舶気象観測資料1975~1977)から求めた. 「気候値」と「偏差」で選んだ期間は異なるが, この違いによる影響は小さいと思われる.

2.3 短波放射フラックスの算定

下向きの短波放射フラックスの日平均値 S_d^+ は, その快晴時の値を S_d^+ , 全雲量を n ($0 \sim 1$ で表す) とするとき, 次のようになる(近藤と三浦, 1983; Kondo and Miura, 1985)

$$S_d^+ = y S_d^+ \quad (11)$$

ただし

$$y = \begin{cases} 1 & (0 \leq n < 0.3) \\ -an + b & (0.3 \leq n < 1) \end{cases} \quad (12)$$

第1表 東シナ海およびその周辺海域における a, b の毎月の値と月平均日射量の観測値と計算値との誤差の標準偏差

月	a	b	誤差の標準偏差 (Wm ⁻²)
1	-1.05	1.31	10.2
2	-1.07	1.32	10.4
3	-0.948	1.28	9.7
4	-0.818	1.25	13.7
5	-0.804	1.24	15.9
6	-0.804	1.24	19.3
7	-0.609	1.186	19.8
8	-0.660	1.20	11.4
9	-0.755	1.23	14.5
10	-0.952	1.29	11.1
11	-1.01	1.30	11.2
12	-0.851	1.26	5.4

と表される.

本論文では係数 a, b の値を, 各月毎に経験的に定め, 解析領域全体に適用した.

a, b の値の決定には, 解析領域付近の釧原, 長崎, 鹿児島, 名瀬, 那覇, 宮古島, 石垣島, 南大東島における月平均雲量, 地上気象要素から計算した S_d^+ (以下に述べる式に従って), および月平均 S_d^+ の観測値を用いた(気象庁月報, 1981~1983年). その結果を第1表に示した. なお, これらの地点の毎月の S_d^+ の(11), (12)を用いた計算値の観測値に対する誤差の標準偏差を第1表に示すが, その大きさは 13 Wm⁻² 程度に収まる.

S_d^+ は次のように計算した(近藤と三浦, 1983; Kondo and Miura, 1985 参照). 大気上端での下向き短波放射フラックスの日平均値を S_d^+ とすれば,

$$\frac{S_d^+}{S_d^+} = (C + 0.7 \times 10^{-fm}) (1 - i) (1 + j) \quad (13)$$

$$S_{od} = \frac{I_*}{\pi} \left(\frac{\bar{d}}{d} \right) (\theta \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \theta) \quad (14)$$

で表わされる.

ここで, I_* は太陽定数, d は地球・太陽間の距離, \bar{d} はその平均値である.

$$i = 0.014(m_d + 7 + 2 \log_{10} W) \log_{10} W \quad (15)$$

$$j = (0.066 + 0.34 \sqrt{\beta}) (A - 0.15) \quad (16)$$

$$f = 0.056 + 0.16 \sqrt{\beta} \quad (17)$$

φ, δ, θ はそれぞれ緯度, 太陽赤緯, 半日の長さを表す時角(ラジアン)で,

$$\cos \theta = -\tan \varphi \tan \delta \quad (18)$$

可降水量 w は

$$\log w = \begin{cases} 0.0350 T_d - 0.031, & T_d < 18^\circ\text{C} \\ 0.0222 T_d + 0.200, & T_d \geq 18^\circ\text{C} \end{cases} \quad (19)$$

で与える。ただし、 T_d は海上の露点温度である。なお、 m_d, k, m_o と C は以下の式で表される。

$$m_d = km_o \quad (20)$$

$$m_o = \begin{cases} (\sin\varphi\sin\delta + \cos\varphi\cos\delta)^{-1}, & \text{ただし } \varphi - \delta < -\frac{\pi}{2} \\ \infty, & \text{ただし } \varphi - \delta \geq -\frac{\pi}{2} \end{cases} \quad (21)$$

$$k = 1.402 - 0.06 \log_{10}(\beta + 0.02) - 0.1\sqrt{m_o - 0.91} \quad (22)$$

$$C = \begin{cases} 0.21 - 0.2\beta, & \beta \leq 0.3 \\ 0.15, & \beta \geq 0.3 \end{cases} \quad (23)$$

β は大気混濁係数であるが、本計算では海洋上の観測値 $\beta = 0.026$ を用いた (Kondo and Sato, 1979)。

2.4 大気中の下向き長波放射フラックスの算定

Kondo (1976) によれば、 L^{\downarrow} は

$$\frac{L^{\downarrow}}{\sigma T^4} = 1 - (0.49 - 0.066 e^{\frac{1}{2}})(1 - nch) \quad (24)$$

と表される。ただし、 σ はステファン・ボルツマン定数、 e は海上での水蒸気圧 (mb)。

また、

$$C = 0.75 - 0.005 e \quad (25)$$

$$n = n_e + n_m + n_h \quad (26)$$

$$h = \frac{(n_l + 0.85 n_m + 0.5 n_h)}{n} + 0.1 \left(\frac{N_r}{N} \right) \quad (27)$$

ここに n_h, n_m, n_l は、それぞれ、上層雲量、中層雲量、下層雲量である。 N_r/N は降雨頻度であるが、通常この項の寄与は小さいので、今回は無視した。なお、ここで用いた全雲量は、北太平洋海洋気候表10年報 (1961~1970) に基づき、下層雲量は毎日の気象庁印刷天気図に掲載されている資料を統計して求めた。更に上層雲量と中層雲量の求め方は

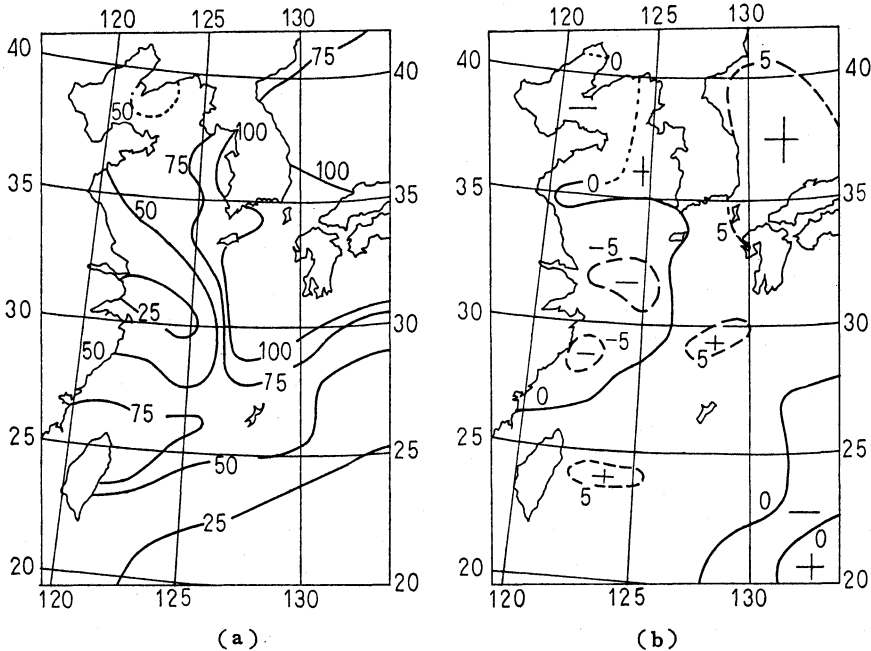
$$n_h = n_m = \frac{(n - n_l)}{2} \quad (28)$$

とした。

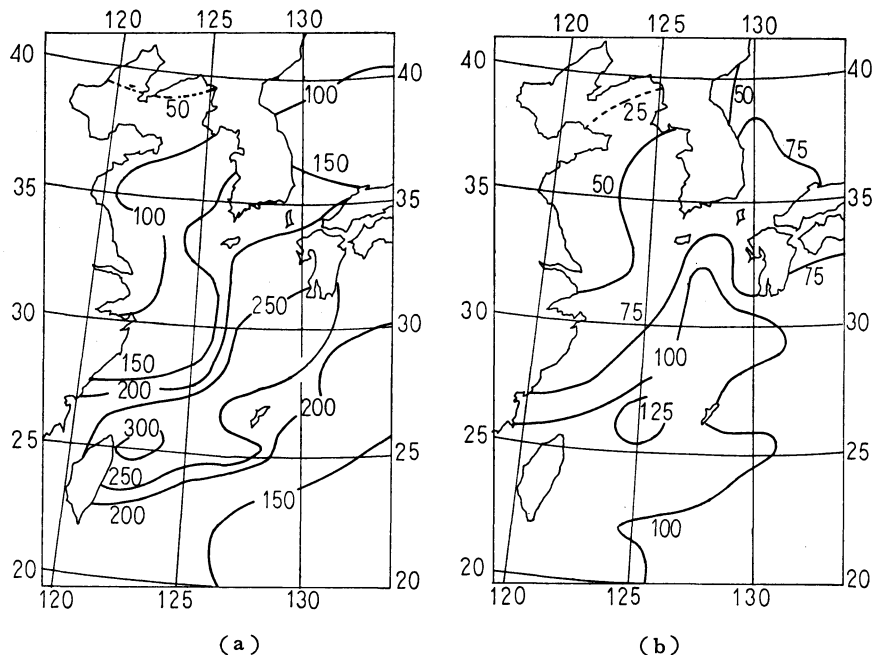
3. 熱収支各項の値の分布

3.1 海から大気への顕熱および潜熱輸送量

第1図 (a, b) は海から大気への月平均顕熱フラックス \bar{H} の2月と8月の分布図である。2月には大陸からの寒冷な気団が暖かい海面上に流れ、解析領域全体で海から大気への顕熱補給量は大きい ($\bar{H} > 0$)。特に九州



第1図 (a) 2月における海から大気への顕熱フラックス \bar{H} (Wm^{-2}) の分布
(b) 同8月



第2図 (a) 2月における海から大気への潜熱フラックス \overline{LE} (Wm^{-2}) の分布
(b) 同8月

西方海上から、台湾付近にのびる海域では、75~100 Wm^{-2} におよぶ値を示す。この海域は黒潮や対馬海流の流域で、水温が高く、他の海域より風速も大きいためである。この海域の2月の月平均風速は北太平洋海洋気候表10年報によれば、確かに他海域より大きい。8月は全域で \overline{H} の絶対値は小さい。

第2図(a, b)は、それぞれ2月と8月における \overline{LE} の分布である。海から大気へ輸送される潜熱量も、2月には全域で大きな絶対値を示す。特に、南西諸島周辺では250 Wm^{-2} を超える。8月も、2月に比べると値は小さいが、黒潮や対馬海流域(南西諸島~九州西方)に沿って、100 Wm^{-2} を超える上向き潜熱フラックスが見られる。

なお、Kondo (1976) も指摘したように、黄海~東シナ海北部では大気への潜熱フラックスに対して顕熱フラックスも大きな値を示すが ($\overline{H}/\overline{LE}$ (ポーン比)~1)、南西諸島付近 (~25°N) では、ポーン比も小さい。

2, 5, 8, 11月における $\overline{H} + \overline{LE}$ をそれぞれ第3図(a, b, c, d)に示す。2月には、大部分の海域でその値が200 Wm^{-2} 以上となり、特に黒潮に沿う海域では300 Wm^{-2} を上まわる。5月と8月は全般に50 Wm^{-2} 前後と値は小さいが、黒潮流域では100 Wm^{-2} 前後に

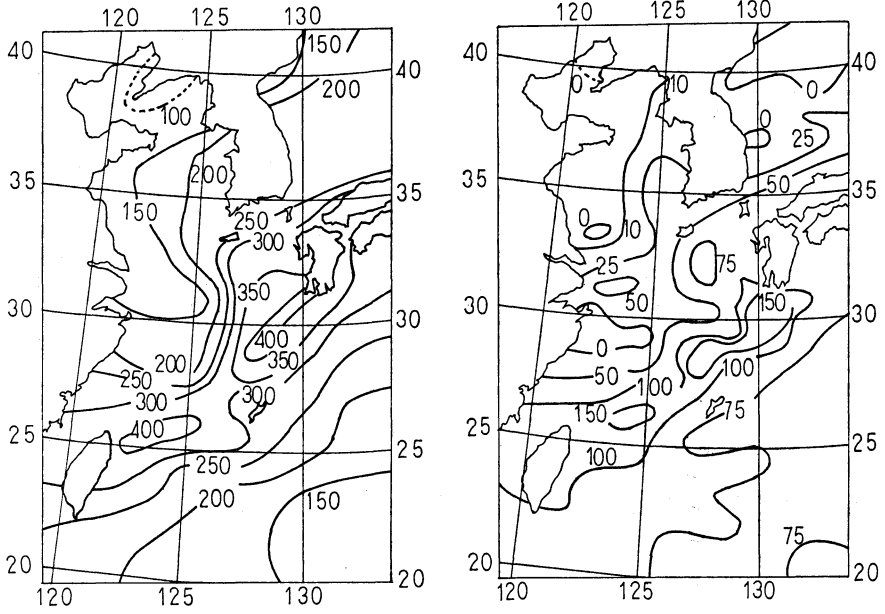
達する。11月には大部分の海域で200 Wm^{-2} 以上となり、真冬の分布(例えば2月)に似ている。

3.2 大気から海への正味の放射フラックス

第4図(a, b, c, d)は、2, 5, 8, 11月における R_n の分布である。2月から5月、8月と次第に R_n は大きくなる。5月は気温に比べて水温が冷たい黄海で R_n は大きく、水温が高く赤外放射の多い南西諸島で小さい。25°N以南では5月に海が受け取る正味の放射エネルギーはすでに8月とほぼ同じ大きさに達するが、それより北の海域では8月になるまで徐々に R_n はふえていく。それ以後はまた徐々に全海域にわたって減少する。

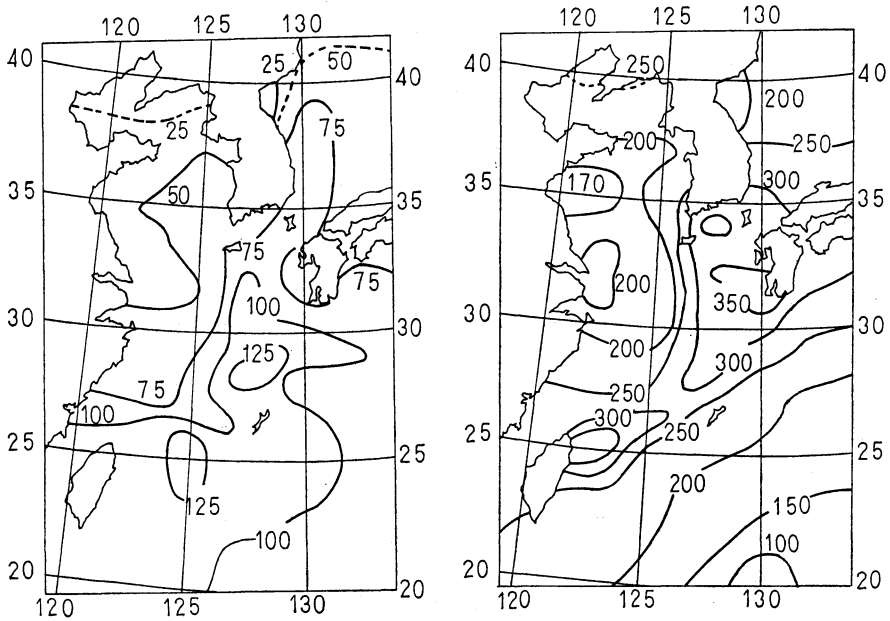
3.3 大気から海が正味獲得するエネルギー

第5図(a, b, c, d)は、2, 5, 8, 11月における Q ((1)式参照)の分布である。すべての海域で Q の値は8月には正、2月と11月には負である。2月には九州付近から台湾付近にかけての帯状の海域で、海は多量の熱を大気へ放出しており、その大きさは沖縄の北で350 Wm^{-2} にもなる。また南西諸島付近と比べると、黄海での熱放出量は100~150 Wm^{-2} と小さい。5月は大部分の海域で Q は正の値となる。この時期より、全域で日射によるエネルギーフラックスが上向きの潜熱フラ



(a)

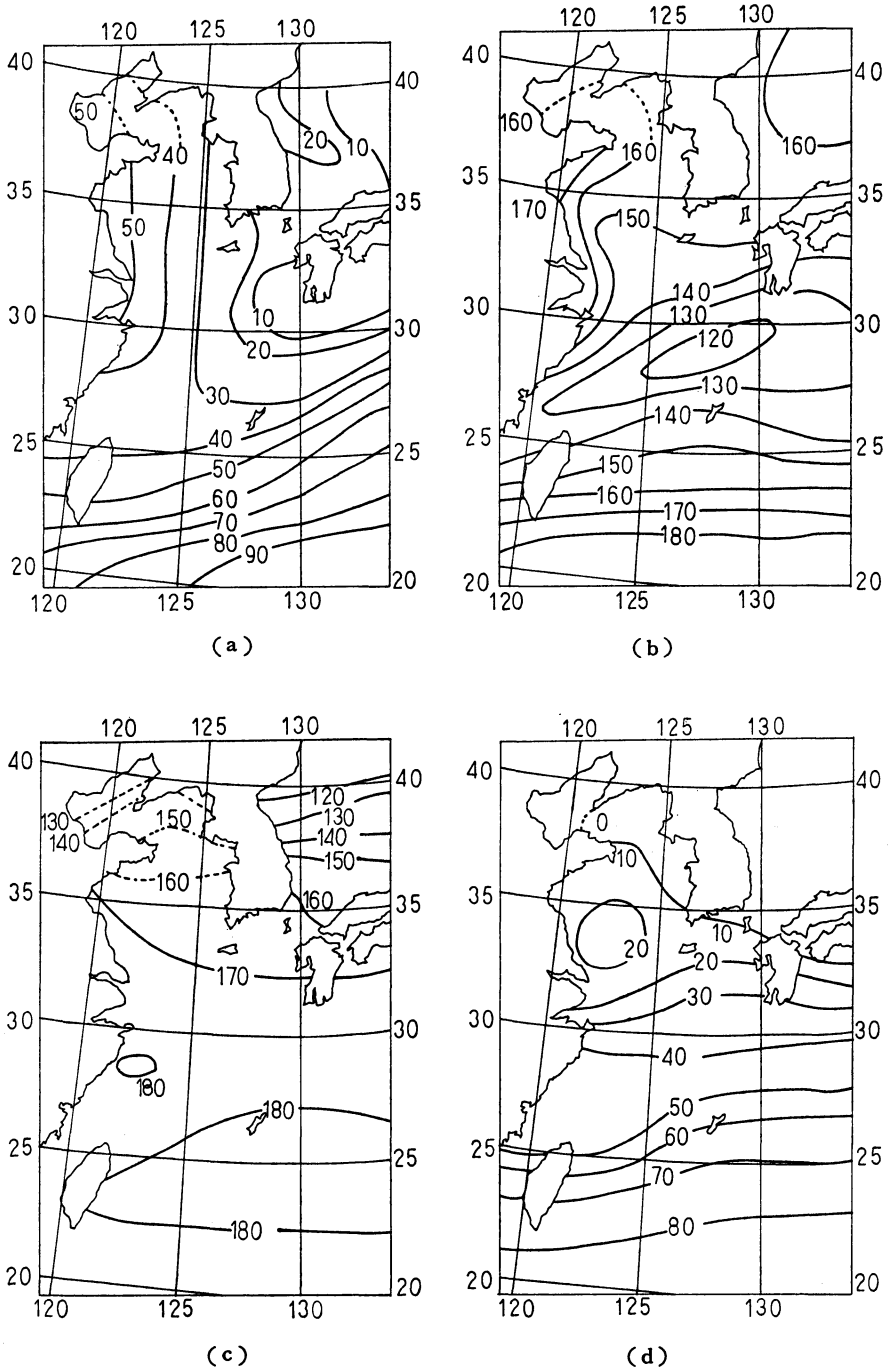
(b)



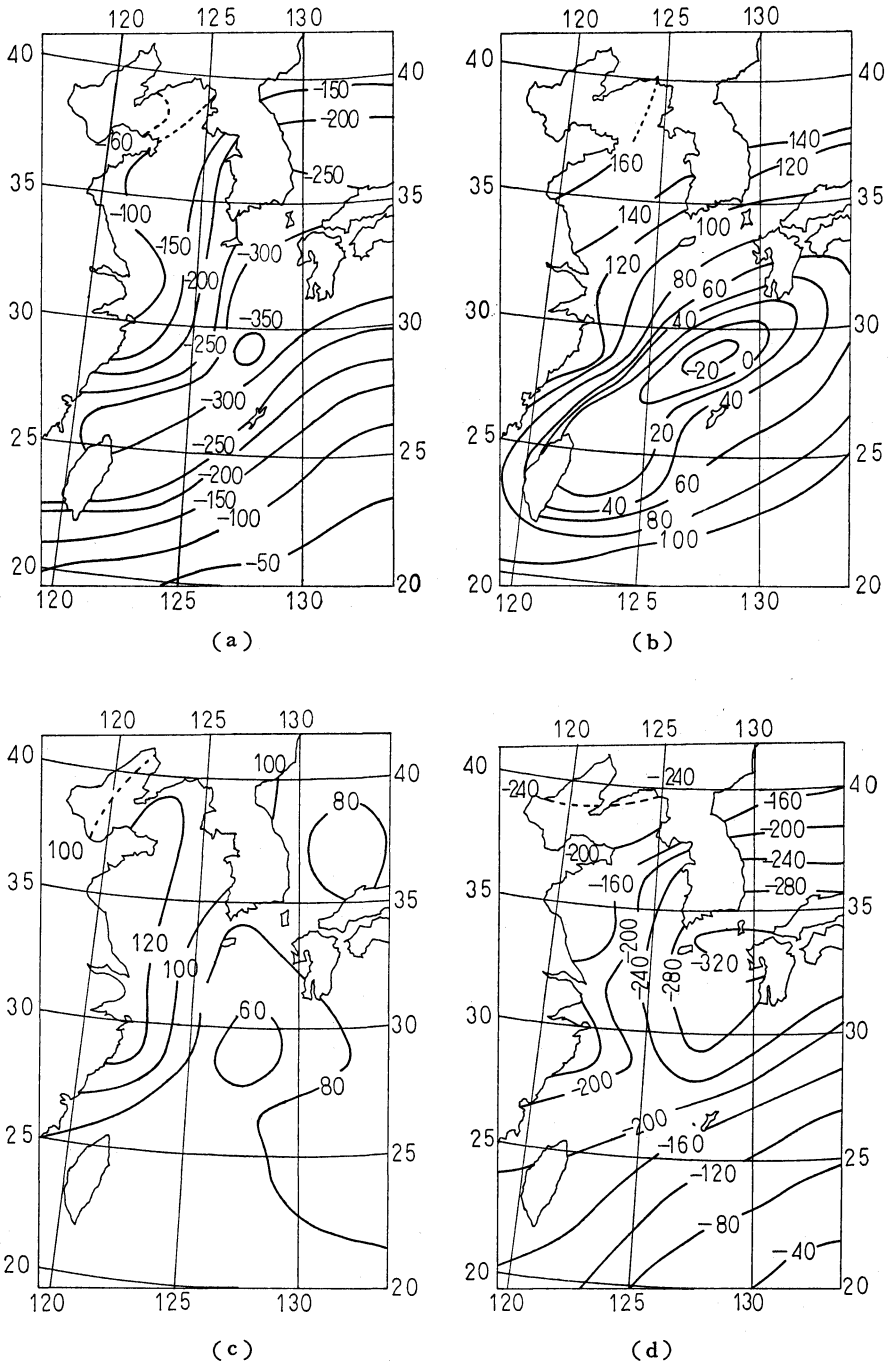
(c)

(d)

第3図 $\overline{H+IE}$ (Wm^{-2}) の分布, (a) 2月, (b) 5月, (c) 8月, (d) 11月



第4図 大気から海への正味放射フラックス R_n (Wm^{-2}) の分布, (a) 2月, (b) 5月, (c) 8月, (d) 11月



第5図 大気から海への正味の熱フラックス Q (Wm^{-2}) の分布, (a) 2月, (b) 5月, (c) 8月, (d) 11月

ックスを上まわり、大気から海へ正味にエネルギーが輸送されるようになる。8月はすべての海域で Q は正で、海は大気から正味に熱を獲得する。特に、黄海での Q の値は大きい(黄海では $1E$ が8月も小さい)。11月は、ほぼ2月と同様なパターンである。しかし、九州西方海域では Q が -300Wm^{-2} と大きな上向きの値を示し、南西諸島付近の -200Wm^{-2} より絶対値が大きい点は興味深い。なお10月から2月まではどの月も(図示していないが)全海域で Q は負である。特に南西諸島付近では9月から翌年4月まで負でその絶対値も大きい。つまり黒潮流域では、秋にはすでに多量の熱(主に潜熱として)を海は大気へ与える。日本海域でも、海から大気への潜熱補給量は秋には真冬に匹敵する大きくなり、 $Q (<0)$ も大きな絶対値を示す(舞鶴海洋気象台, 1972)。このような季節変化の特徴は、大陸沿海の暖流域に特有なものと思われる。

4. 海中洋の熱収支に関する考察

3.3で述べたように、南西諸島近海では Q の年平均値が負の大きな値となる。東シナ海では海水温の年平均値の変化は小さいので、周辺の海域から海流および海洋乱流等で正味に輸送される熱量が、 Q を打ち消すはずである。海洋中の諸運動による熱フラックスの収束量を F 、海洋中に含まれる熱量の変化率(ある厚さの海水の平均温度の時間変化率に対応、貯熱量ともいう)を S とすれば

$$S = Q + F \tag{29}$$

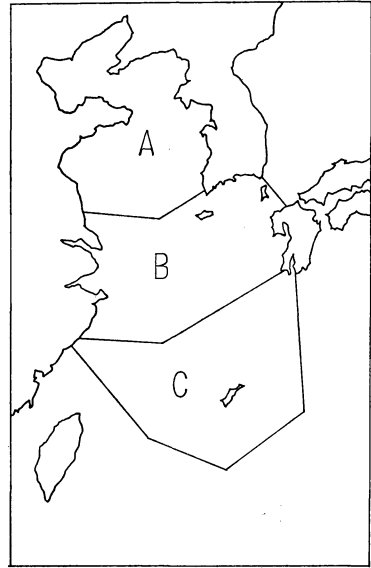
が成立する。

3.1~3.3で述べた海域毎の熱収支の特徴を議論するために、第6図のように東シナ海と黄海周辺海域を3等分し(面積 $4.3 \times 10^{14}\text{m}^2$)、それぞれの海域A、B、Cごとの海洋中の熱について考察する。

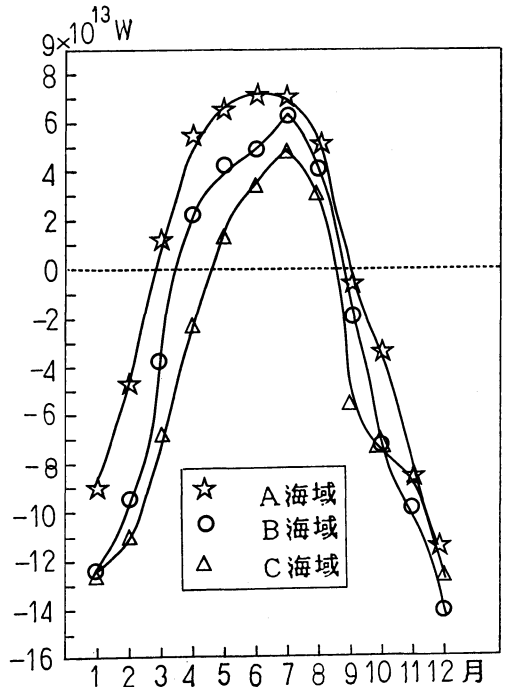
各海域における Q の面積分値($Q_T \equiv \int Q ds$)の季節変化を第7図に、年間平均値を第2表に示す。 Q_T は、

第2表 Q の年平均値と面積分値 Q_T の表

	Q [Wm^{-2}]	Q_T [W]
海域A	-11	-0.5×10^{13}
海域B	-71	-3.0×10^{13}
海域C	-91	-3.9×10^{13}
全海域	三海域の平均 -58	三海域の合計 -7.4×10^{13}



第6図 東シナ海, 黄海, 渤海を含む海域を等しい面積に三等分した図



第7図 A, B, C各海域ごとの Q_T の季節変化. 星印はA海域, 丸印はB海域, 三角印はC海域を表す.

第3表 海域A, B, C全体における熱収支各項の年平均値。ただし()内はC海域についての値を示す。

熱収支項	面積積分値 [$10^{13}W$]	単位面積当りの値 [Wm^{-2}]	正味放射量の年平均値に対する割合 (単位面積当り) [%]
顕熱 H	4 (1)	29 (29)	31 (29)
潜熱 LE	16 (7)	122 (161)	130 (161)
正味放射量 R_n	12 (4)	93 (100)	
海面が正味放出する熱 Q	7 (4)	58 (91)	62 (91)

その海域全体が正味獲得する熱量である。3.3で述べたように、冬の間はどの海域でも Q_T は負であるが、その絶対値は海域BとCで大きい。つまり、これらの海域ではより多くの熱が海洋から大気へ輸送されている。

暖候期には、大気側から海へ正味のエネルギー流入があるが、A海域に比べてC海域ではその値も小さい。海域Aでは夏の気からの正味の熱の獲得量と冬の放出量がほぼつり合う。しかし、海域B, Cは冬の放出量が、夏の獲得量に比べて大きく、年平均すれば、海は大気への正味の熱輸送によって熱を失うことになる。

さて、(29)を年平均すれば、 $S=0$ となるので

$$F = -Q \quad (30)$$

が成立する。つまり、A, B, Cの海域全体では、 $7.4 \times 10^{13} W$ ($58 Wm^{-2}$)のエネルギーを海洋中の運動(海流や海洋乱流)によって獲得していることになる。これは、大気から海洋への正味放射フラックスの年平均値の62%である(第3表参照)。このことは、東シナ海、黄海周辺では、それだけ海面熱交換が盛んな海域といえることができる。B海域では黒潮域ではないのに、C海域と同程度(4分の3に達する)のFが年平均で見られる点も興味深い事実である。これはおそらくKondo(1976)も指摘しているように、B海域(主として黄海)には反時計まわりの循環流が存在するので、C海域からB海域へ水平方向の熱輸送があるからと思われる。

なお、第3表カッコ内はC海域についての値を掲げた。カッコ内の数値は、どの熱収支項をみても、全海域に対する平均値より大きい。これはA, B, Cと分けた3海域の中で、C海域が一番熱交換の盛んな海域であることを示している。その理由は、C海域が一番水温が高く、大気が不安定なので、乱流混合による海面から大気への鉛直輸送が盛んだからである。

5. あとがき

東シナ海・黄海では周辺海域から熱が運ばれ収束している。この海洋運搬熱の収束量により、海洋が失う顕

熱と潜熱が補われている。海洋が失う顕熱と潜熱の和 $\bar{H} + \bar{LE}$ の分布と、海洋が獲得する正味の熱フラックス Q の分布を見ると、冬季(例えば11月と2月)には、 $\bar{H} + \bar{LE}$ も Q も九州南端から台湾北方にかけて南西諸島を含む海域に大きな値がある。そして、B, C海域は年平均すれば大気へ熱を失っており、失った分だけ周辺の海から熱が入ってくる。

今後は各季節について、海洋中の熱量の変化率 S を海洋が正味獲得する熱 Q と海洋運搬熱の収束量 F に分離し、その季節変化を求め、東シナ海およびその周辺海域の熱収支を量的に把握したいと考えている。

謝辞

この研究を行うにあたり、資料入手に便宜をはかっていただいた気象庁統計課、気象庁図書館および日本気象協会中央本部の安達隆史博士に感謝致します。

資料

- 気象庁：北太平洋海洋気候表10年報(1961~1970)
- 気象庁：気象庁月報(全国気象表, 1981~1983)
- 気象庁：気象庁印刷天気図(1975~1977)
- 日本気象協会：船舶気象観測資料(1975~1977)

文献

- Kondo, J., 1972: Applicability of micrometeorological transfer coefficient to estimate the long-period means of fluxes in the air-sea interface, *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 570-576.
- , 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Meteor.*, 9, 91-112.
- , 1976: Heat balance of the East China Sea during the air mass transformation experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, 54, 382-398.
- , and A. Miura, 1985: Surface heat budget of the Western Pacific for May 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63: 633-646.
- , and T. Sato, 1979: Radiation measu-

rements and heat balance analysis, in Prelim. Rep. The Hakuho Maru Cruise KH-79-2 (MONEX Cruise), Ocean Res. Institute, Univ. Tokyo, 48-71.

近藤純正, 三浦 章, 1983: 地表面日射量の実験式

と日射計をチェックする簡便な方法, 天気, 30, 469-475.

舞鶴海洋気象台, 1972: 日本海の海洋気象, 気象庁技術報告, 80, 1-116.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
IUTAM シンポジウム 「渦運動の基礎的様相」	昭和62年 8月31日 ～9月 4日	組織委員会	日本学術会議
第25回粉体に関する討論会	昭和62年 9月24日～26日		北海道大学
第24回自然災害科学総合シンポジウム	昭和62年10月 1日	自然災害学会	東京大学
第 6 回自然災害学会学術講演会	昭和62年10月 2日～ 3日	自然災害学会	東京大学
「地域防災国際研究・研修セミナー」	昭和62年10月13日～23日	国際連合地域開発センター	東京：日本学術会議 名古屋：国際連合地域開発センター
日本気象学会 昭和62年度秋季大会	昭和62年10月14日～16日	日本気象学会	北海道大学
第13回リモートセンシングシンポジウム	昭和62年10月26日～27日	計測自動制御学会	国立教育会館
40周年記念 レーダ気象会議	1987年11月 9日～13日	NSF, NASA, NOAA, 他	アメリカ, ボストン
環境科学シンポジウム	昭和62年11月25日～27日	環境科学シンポジウム 実行委員会	東京虎ノ門パストラル
Second Inter American Meteorological Congress and CONGREMET V	1987年11月30日 ～12月 4日	アメリカ気象学会, 他	アルゼンチン, ブエノス ・アイレス
第34回風に関するシンポジウム	昭和62年12月 1日	土木学会, 日本気象学会, 他	土木学会土木図書館
月例会「レーダー気象」	昭和62年12月 1日		気象庁
第10回極域気水圏シンポジウム	昭和62年12月 8日～ 9日		国立極地研究所
半乾燥地域における対流性降雨に関するシンポジウム	1987年12月14日～18日	アメリカ気象学会, 他	イスラエル, イェルサレム
Tropical Micro-Meteorology and Air Pollution 国際研究集会	1988年 2月15日～19日		インド, ニューデリー
国際シンポジウム第3回 流れのモデル精度向上化 Scale Modeling 国際シンポジウム	昭和63年 7月26日～28日	同組織委員会, 他	日本都市センター
第27回 COSPAR 総会	1988年 7月18日～29日	宇宙科学研究委員会 (COSPAR)	フィンランド, ヘルシンキ及びエスプー
オゾン・シンポジウム	1988年 8月 8日～13日	IAMAP	西ドイツ, ゲッチンゲン (ゲッチンゲン大学)
放射シンポジウム	1988年 8月	IAMAP 放射委員会	フランス, リール